

Az egyensúlyi oldatkonzentráció és a nátriumtelítettség hatása a talaj valódi permeabilitására

MURÁNYI ATTILA

MTA Talajtani és Agrokémiai Kutató Intézete, Budapest

A talaj kémiai tulajdonságainak a talaj fizikai tulajdonságaira gyakorolt hatásának tanulmányozása elméleti alapokat szolgáltathat a kedvezőtlen fizikai tulajdonságú talajok kémiai javításához, az öntözés, vízrendezés szakszerű megoldásához. A fizikai jellemzők közül kiemelkedő jelentőségűek a talaj vízgazdálkodási tulajdonságai [27, 28, 29, 30], valamint a talaj szerkezete, szerkezetének stabilitása [1, 5, 31]. E tématerületek mélyrehatóbb tanulmányozása elősegíti a mezőgazdasági vízgazdálkodás alapvető célkitűzésének, a lehulló csapadék hasznosításának vizsgálatát, illetve a hasznosulás kémiai beavatkozások segítségével történő fokozhatóságának tisztázását [11, 14, 20].

A talaj nemcsak a mezőgazdasági vízgazdálkodás alapvető tényezője, hanem a növény gyökerének fizikai és kémiai környezete is. A talaj folyadékfázisa oldat, tehát mozgásának talajfizikai és -kémiai szempontból történő egyidejű tanulmányozásakor az „oldatmozgás” vagy „folyadékfázis-mozgás” meghatározás használata indokolt.

Az irodalom áttekintése

A koncentráció hatása a talajban történő oldatmozgásra

A talajoldat koncentrációjának az oldatmozgás sebességére gyakorolt hatását számos szerző tanulmányozta [2, 3, 4, 8, 9, 12, 16, 17, 19, 21].

QUIRK és SCHOFIELD [21] tanulmánya tekinthető e téma első átfogó jellegű feldolgozásának. Egyetlen talajjal végzett kísérleteik során vizsgálták a talaj permeabilitásának csökkenését különböző kémiai körülmények között, a talajoldat koncentrációjának csökkenő értékei mellett. Bevezették a „küszöbkonzentráció” fogalmát is, amely azt a koncentrációt jelenti, amelynél a talaj permeabilitása 10—15%-kal csökken a kezdeti nagy koncentrációnál mért értékhez képest. Ez az a koncentrációérték, amelynél a nagy mértékű permeabilitás-csökkenést okozó faktorok működésbe lépnek. A küszöbkonzentrációnak semmiféle elméleti alapja nincs, csak mint konvencionális referenciaszint használható.

Mivel a talajról, mint igen bonyolult, összetett rendszerről kapott információk értékét döntően meghatározza a kísérletek metodikai értéke, ezért a talajfizika—talajkémia határterületét vizsgáló kísérletek esetén különös jelentőségük van a módszertani kérdéseknek.

A QUIRK és SCHOFIELD [21] által tanulmányozott talajoszlopok kémiai szempontból nem minden esetben tekinthetők megbízhatóan definiált egyensúlyi rendszereknek az alkalmazott összes sófelesleg esetenkénti kis volta miatt. Az oszlop jellemzése talajfizikai értelemben is kívánnivalókat hagy maga után. Az áramlás sebessége például nem érhet el stabil értéket az adott kísérleti körülmények között.

MCNEAL és COLEMAN [17] egymástól eltérő agyagásvány-összetételű talajokkal vizsgálták a talajoldat összetételének hatását a hidraulikus vezetőképességre, konstans SAR-értékek ($SAR = \text{nátrium adszorpciós arány}$) esetén. A hidraulikus vezetőképesség csökkenése különösen kifejezett volt a 2:1 típusú agyagásványban gazdag talajok esetén, míg a nagy másfélszeres oxid- vagy amorfanyag-tartalmú talajoknál viszonylag stabil maradt. A hasonló agyagásvány-összetételű és -tartalmú talajoknál a hidraulikus vezetőképesség—sókoncentráció görbék lefutását hasonlóan találták. Metodikailag azonban a kísérleti körülmények fizikai szempontból nem kellő mértékben egzaktak a különböző talajoszlopokban mért hidraulikus vezetőképességek átlagolása miatt.

MCNEAL és munkatársai [19] különböző elektrolitrendszerek jelenlétében tanulmányozták a hidraulikus vezetőképességre ható tényezőket. Megállapították, hogy a relatív hidraulikus vezetőképesség csökkenése növekvő agyagtartalom esetén sokkal nagyobb mértékű. Egyes talajok stabilitása erőteljesen csökkent a szabad vasoxidok eltávolítása után.

EL RAYAH és ROWELL [8] kísérleti eredményei is azt mutatják, hogy a másfélszeres oxidok jelenléte mérsékelte a talaj permeabilitásának csökkenését. A permeabilitásmérés kivitelezése azonban kifogásolható a rövid mérési időtartam miatt.

MCNEAL [16] összefoglalta a talaj sótartalmának és sóösszetételének az oldatmozgásra gyakorolt hatását az öntözés és drénezés szempontjából.

HAMID és MUSTAFA [12] trópusi, mérsékeltén száraz éghajlatú zónából származó talajokon vizsgálták a koncentráció hatását az oldatmozgásra. A talajok viselkedése a mérsékelt égövi talajokéval egyező tendenciákat mutatott. Kísérleteik metodikailag számos pontatlansággal terheltek.

FRENKEL, GOERTZEN és RHOADES [9] szerint a pórusoknak a diszpergált agyagrészecskék általi eltömítése a fő oka a hidraulikus vezetőképesség csökkenésének a montmorillonit, vermikulit illetve kaolinit agyagásványt tartalmazó talajok esetében. A talajpórusok instabilitása az agyagtartalommal és a térfogattömeggel növekszik.

CASS és SUMNER [2, 3, 4] megkérdőjelezik a küszöbkonzentráció fogalmát mint a talaj pórusszerkezeti stabilitásának kritériumát. Helyette egy empirikus nátriumstabilitási modellt javasolnak, amelynek értékét azonban sajnálatos módon csökkentik az előforduló pontatlanságok, és a nem kellően átgondolt általánosítások. A kísérleti

részben levont következtetések értelmében a kis fajlagos felületű, kis CEC-vel (CEC = kationcserélő kapacitás) és/vagy nagy másfélszeresoxid-tartalommal rendelkező talajokat találták a legjobbaknak a pórusstabilitás szempontjából.

Duzzadás és agyagdiszperzió

A talaj agyagfrakciójának e két tulajdonsága is fontos szerepet játszik az oldatmozgásban, ezért a vonatkozó szakirodalom rövid áttekintése indokolt.

MCNEAL, NORVELL és COLEMAN [18] megállapították, hogy az agyagfrakció duzzadása korrelációba hozható a talaj relatív hidraulikus vezetőképességének változásával azonos oldatfázis esetén. A hidraulikus vezetőképesség csökkenését, VAN OLPHEN [26] nyomán, kétlépéses folyamatként értelmezik, amelynek első szakaszában a duzzadás miatt a részecskék távolodnak egymástól, míg a második lépésben a részecskék diszperziója és vándorlása következik be.

MCNEAL [15] a duzzadásból számította a hidraulikus vezetőképesség csökkenését. Az eljárás nem terjedt el, mivel csak a rétegek közti duzzadást veszi figyelembe.

ROWELL, PAYNE és AHMAD [24] szerint a permeabilitás változását az agyag-duzzadás irányítja addig, amíg az agyagdiszperzió és -mozgás megkezdődik. Megállapítják továbbá, hogy mechanikai behatás a kűszöbkoncentrációnál nagyobb koncentrációértékek esetén is okozhat agyagdiszperziót, s feltételezik, hogy a permeabilitás ugyanannál a koncentrációnál kezd csökkenni, amelyiknél az agyag duzzadni kezd.

EL RAYAH és ROWELL [8] kísérleti eredményei azt mutatják, hogy a montmorillonit és a talajrészecskék körül kialakított másfélszeresoxid-bevonat csökkenti a duzzadás mértékét addig a pontig, amíg a duzzadási nyomás szét nem feszíti a bevonatot.

HAMID és MUSTAFA [12] a diszperziós index segítségével becsülték a talaj relatív hidraulikus vezetőképességének változását.

RIMMER és GREENLAND [23] a kalcium-karbonátnak a duzzadásra gyakorolt hatását vizsgálták és megállapították, hogy a kalcium-karbonát cementáló anyagként viselkedik.

FRENKEL, GOERTZEN és RHOADES [9] összefoglalták az irodalomban található véleményeket, hogy vajon a duzzadás vagy a diszperzió a fő oka-e a szikes talajok csökkent permeabilitásának. Eredményeik szerint a diszpergált agyagrészecskék általi póruseltömődés okozza a szikesedést kiváltó vizekkel öntözött talajok kis hidraulikus vezetőképességét.

Kísérleti rész

A kémiai tulajdonságoknak a talaj fizikai tulajdonságaira gyakorolt hatásának tanulmányozása olyan módszert követel meg, amelynél a rendszer (a talajoszlop) mind kémiai, mind fizikai szempontból jól definiált.

Az oldatmozgás fizikai jellemzése

A porózus közegben történő folyadékáramlást Darcy törvénye írja le:

$$v_v = -K_h \cdot \frac{dp}{dh} \quad (1)$$

ahol:

v_v = térfogatáram-sűrűség ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-2}$);

K_h = hidraulikus vezetőképesség ($\text{kg}^{-1} \cdot \text{m}^3 \cdot \text{s}$);

dp/dh = nyomásgradiens ($\text{Pa} \cdot \text{m}^{-1}$).

Meg kell jegyezni, hogy mivel a nyomásgradiens mértékegysége itt nem teljes vízoszlopmagasság cm/talajminta-magasság cm-ben van kifejezve, ezért a hidraulikus vezetőképesség mértékegysége is eltér a megszokott cm/nap mértékegységtől. A mennyiségeket és mértékegységeket CSÉNGERI PINTÉR, illetve az SI szerint jelölöm [6].

Figyelembe kell venni továbbá, hogy:

$$v_v = \frac{q_v}{A} = \frac{q_v \cdot 4}{D^2 \cdot \pi} \quad (2)$$

ahol:

q_v = térfogatáram ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$);

A = a talajoszlopnak az áramlás irányára merőleges teljes keresztmetszete (m^2);

D = a talajoszlop átmérője (m),

valamint:

$$K_h = \frac{K_i}{\eta} \quad (3)$$

ahol:

K_i = valódi permeabilitás [22] (m^2);

η = a folyadékfázis dinamikai viszkozitása ($\text{Pa} \cdot \text{s}$).

A méréseket a kísérletek céljára épített készülékben (1. ábra), állandó nyomás alatt végeztem, amelyben a nyomásgradiens a következőképpen számítható:

$$\frac{dp}{dh} = \frac{\rho \cdot g \cdot \Delta H}{L} \quad (4)$$

ahol:

ΔH = a folyadékfázis teljes magassága (m);

L = a talajoszlop magassága (m);

ρ = a folyadékfázis sűrűsége ($\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$);

g = nehézségi gyorsulás = $9,806\,65 \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$,

továbbá:

$$q_v = \frac{m}{\rho \cdot t} \quad (5)$$

ahol:

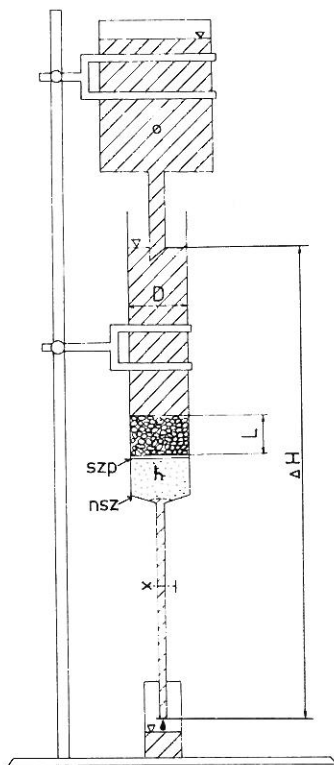
m = az átáramlott folyadékfázis tömege (kg), mivel térfogatmérés helyett tömegmérést alkalmaztam nagyobb pontossága miatt;

t = időtartam (s).

Az (1), (2), (3), (4) és (5) egyenletek egyesítésével a következő összefüggést kapjuk:

$$K_i = \frac{4}{g \cdot \pi} \cdot \frac{\eta}{\rho^2} \cdot \frac{m \cdot L}{D^2 \cdot t \cdot \Delta H} \quad (6)$$

Az oldatmozgást a hidraulikus vezetőképesség helyett — a nemzetközi gyakorlattól eltérően [2, 3, 4, 8, 9, 12, 15, 16, 17, 19, 21, 23] — a valódi permeabilitással



1. ábra

A valódi permeabilitás meghatározására szolgáló készülék. o: oldat; szp: szűrőpapír; h: homok; nsz: nylon szitaszövet

jellemzem. Ezt a fenti levezetés értelmében az indokolja, hogy a valódi permeabilitás meghatározásakor a folyadékfázis fizikai tulajdonságait is figyelembe kell venni, ezekre azonban a folyadékfázis kémiai tulajdonságai is befolyást gyakorolnak.

A valódi permeabilitás mérésével a folyadékfázis összetételének és koncentrációjának az oldatfázis sűrűségén és viszkozitásán keresztül érvényesülő, az oldatmozgásra gyakorolt hatását sem hagyom figyelmen kívül. További előnye a valódi permeabilitás használatának, hogy a folyadékfázis sűrűsége és viszkozitása a

hőmérséklettől is függ, s ily módon a folyadékfázis mozgásának a hőmérséklettől való függését is jellemezni lehet. E hatás mértékét a víz adatai alapján számított korrekciós tényezővel vettem figyelembe.

A talajoszlop és kémiai jellemzése

A kísérletekhez hollandiai talajt [13] használtam. A Winsum talaj tengeri eredetű agyagos üledék, amely Winsum falu közeléből 20–40 cm-es mélységből származik. A talaj 45% agyagot tartalmaz ($< 2\mu\text{m}$), a domináló agyagásványok az illit és a szmektitek. A talaj C-tartalma 0,6%, a CEC körülbelül 20 me/100 g talaj és a kicserélhető komplexum összetétele: 40% Ca^{2+} , 40% Mg^{2+} , 15% K^{+} és 5% Na^{+} . A talaj 3,3% Fe-t, 0,23% Mn-t, 0,3% CaCO_3 -ot és 0,10% P_2O_5 -ot tartalmaz. A pH (H_2O) = 7,1 és a pH (KCl; 1,0 N) = 6,1, mindkettő 1 : 2,5 arányú talajszuszpenzióban mérve. A kiszáradástól eltekintve a talaj a kísérletek előtt semmiféle kezelésnek nem volt alávetve.

Az egyensúlyi oldat és a talajrészecskék felületén adszorbeált ionok összetétele közötti kapcsolat — mint ismeretes — a szelektivitási koefficiens segítségével jellemezhető. Két kation közötti kicserélődési folyamat szelektivitási koefficiensének ismeretében az egyensúlyi oldat összetételéből számítani lehet a felület ionösszetételét.

A kísérletekhez Na^{+} -ból és/vagy Ca^{2+} -ból — a talajtani szempontból alapvetően fontos kationokból — álló rendszert választottam a szilárd és folyadékfázis közötti különböző kémiai egyensúlyok előállításához. Az egyensúly leírásához legtöbbször a Gapon-egyenletet használják [7, 25]:

$$\frac{\gamma_{\text{Na}^{+}}^{\dagger}}{\gamma_{\text{Ca}^{2+}}^{\dagger}} = K_G \cdot \frac{c_{\text{Na}^{+}}}{\sqrt{\frac{c_{\text{Ca}^{2+}}}{2}}} \quad (7)$$

ahol:

$\gamma_{\text{Na}^{+}}^{\dagger}$ és $\gamma_{\text{Ca}^{2+}}^{\dagger}$ = a felület kicserélhető kationjai (me/100 g talaj);

$c_{\text{Na}^{+}}$ és $c_{\text{Ca}^{2+}}$ = az egyensúlyi oldat ionkoncentrációi (me/ml);

K_G = Gapon kicserélődési konstans = $0,5 (\text{mol/l})^{-0,5}$, értékét állandónak tekintettem.

A kicserélhető nátriumionok mennyisége a talaj szikesedési fokának fontos jellemzője [7, 10]. A kémiai egyensúlyok jellemzésénél az ESP-t használtam, amely az adott kísérleti rendszerben:

$$\text{ESP} = \frac{\gamma_{\text{Na}^{+}}^{\dagger}}{\gamma_{\text{Na}^{+}}^{\dagger} + \gamma_{\text{Ca}^{2+}}^{\dagger}} \cdot 100 \quad (8)$$

Az oldatmozgás tanulmányozása során tehát, a nemzetközi gyakorlattól eltérően [2, 3, 4, 15, 16, 17, 19] az ESP-értéket vettem figyelembe. Az irodalomban a SAR-értéknek, az öntözővizek jellemzőjének használata terjedt el, ami a folyadékfázis kémiai összetételét minősíti. Figyelembe véve azt a tényt, hogy a talaj felületén levő ionfelhalmozódás mértéke és ionösszetétele alapvetően fontos talajtulajdonság, az ESP-értéket választottam az oldatfázis koncentrációja mellett a másik kísérleti paraméternek.

A kísérlet határértékeinek megválasztásakor meghatározó szempont volt, hogy az adott kémiai rendszerben a talajtani gyakorlatnál szélesebb tartományt átfogó kémiai rendszereket állítsak elő. Így az ESP-értékeket a következőknek választottam: 0%, 10%, 20%, 30%, 40%, 60% és 100%. Az $ESP = 0\%$ illetve a 100% a két szélsőséges esetet képviseli, amikor a talaj kalciumionokkal illetve nátriumionokkal telített. Az $ESP = 15\%$ a nemzetközi irodalomban általában használt határérték a szikes és nem-szikes talajok megkülönböztetésére. A magyar talajtani gyakorlatban az $ESP = 5\%$ az elfogadott határérték. Így a 10%, 20%, 30%, 40%, 60% széles spektrumban jellemzi az egyre inkább szikes talajokat.

A folyadékfázis koncentrációsintjei megválasztásánál is széles koncentrációtartományt használtam. Az alkalmazott egyensúlyi oldatkonzentrációk a következők voltak:

$$C_0 = 1,000\text{ N}, 0,100\text{ N}, 0,030\text{ N}, 0,010\text{ N} \text{ és } 0,005\text{ N}.$$

A legnagyobb koncentrációérték nagyon szélsőséges, a gyakorlatban igen ritkán előforduló talajoldat-koncentrációt reprezentál, és értéke nagyobb mint az irodalomban általában használt [2, 3, 4, 12, 15, 16, 17, 19, 24] referencia koncentrációsint. A $0,100\text{ N}$ illetve $0,030\text{ N}$ egyensúlyi koncentrációérték megválasztását a nagy sóartalmú illetve kis sóartalmú talajok jellemzésének igénye indokolta. A $0,010\text{ N}$ és a $0,005\text{ N}$ oldatkonzentráció pedig az igen kis sóartalmú, „normál” talajokat jellemzi.

A kiszámított nátriumklorid-koncentrációkat, kalciumklorid-koncentrációkat, valamint a megfelelő ionerősséget a különböző ESP-értékek és oldatkonzentrációk esetén az 1. táblázat mutatja. Ilyen módon a rendszerek kémiai szempontból definiáltak, és ezeket az egyensúlyokat kell előállítani a kísérletek során.

A talajoszlop elkészítése

Az ESP-érték és az oldatkonzentráció hatását a talaj valódi permeabilitására $2,0\text{--}4,0\text{ mm } \varnothing$ -jú aggregátumokból készített talajoszlopokban tanulmányoztam. Az aggregátumok használata bolygatatlan szerkezetű talajminták helyett azzal az előnnyel jár, hogy az aggregátumok közötti pórusok nagyok, így az aggregátumoknak tág tér áll rendelkezésre a duzzadáshoz, ezen kívül a hidraulikus vezetőképesség nagy, s változásai gyorsan és egyszerűen mérhetők.

Egy talajoszlop ESP-értékének beállításához az $1,000\text{ N}$ összkonzentrációjú oldatot használtam. Hét különböző ESP-értékű oszlopot készítettem. $15,00\text{ g } 2,0\text{--}4,0\text{ mm}$ nagyságú aggregátumokból álló talajt használtam. Az aggregátumokon belüli pórusokat alulról, 1 cm szívóerő ($pF = 0$) alkalmazásával egy éjszakán át kapillárisan telítettem. Az aggregátumok közötti pórusokat pedig 10 cm víznyomással ugyancsak alulról telítettem az oldattal. Az aggregátumok között rekedt légszákákat légmentes, 5°C -os oldatok átáramoltatásával oldottam fel. A térfogatáram körülbelül $250\text{ ml}/4\text{ óra}$ volt. Ezt követően négyszer 250 ml oldatot engedtem a talajoszlopon keresztüláramolni. Ilyen módon a kationkicserélő kapacitás kb 100-szorosának megfelelő őrösszófelesleget alkalmaztam. A talajoszlopot egy éjszakán át állni hagytam, és az $1,000\text{ N}$ oldattal mért valódi permeabilitást másnap határoztam meg.

1. táblázat

A szilárd és folyadékfázis között beállított kémiai egyensúlyok

(1) Szilárd fázis	(2) Egyensúlyi oldatfázis			
ESP, %	C_0	C_0, CaCl_2	C_0, NaCl	I_0
	$\text{keq} \cdot \text{m}^{-3}$			$\text{kmol} \cdot \text{m}^{-3}$
0	1,000	1,0000	0,0000	1,500
10		0,8547	0,1453	1,427
20		0,7035	0,2965	1,352
30		0,5504	0,4496	1,275
40		0,4021	0,5979	1,201
60		0,1577	0,8423	1,079
100		0,0000	1,0000	1,000
0	0,100	$1,000 \times 10^{-1}$	0,0000	$1,500 \times 10^{-1}$
10		$6,115 \times 10^{-2}$	$3,885 \times 10^{-2}$	$1,306 \times 10^{-1}$
20		$3,441 \times 10^{-2}$	$6,559 \times 10^{-2}$	$1,172 \times 10^{-1}$
30		$1,821 \times 10^{-2}$	$8,179 \times 10^{-2}$	$1,091 \times 10^{-1}$
40		$9,263 \times 10^{-3}$	$9,074 \times 10^{-2}$	$1,046 \times 10^{-1}$
60		$2,129 \times 10^{-3}$	$9,787 \times 10^{-2}$	$1,011 \times 10^{-1}$
100		0,000	$1,000 \times 10^{-1}$	$1,000 \times 10^{-1}$
0	0,030	$3,000 \times 10^{-2}$	0,0000	$4,5000 \times 10^{-2}$
10		$1,245 \times 10^{-2}$	$1,754 \times 10^{-2}$	$3,623 \times 10^{-2}$
20		$5,000 \times 10^{-3}$	$2,500 \times 10^{-2}$	$3,250 \times 10^{-2}$
30		$2,117 \times 10^{-3}$	$2,788 \times 10^{-2}$	$3,106 \times 10^{-2}$
40		$9,495 \times 10^{-4}$	$2,905 \times 10^{-2}$	$3,047 \times 10^{-2}$
60		$1,974 \times 10^{-4}$	$2,980 \times 10^{-2}$	$3,010 \times 10^{-2}$
100		0,000	$3,000 \times 10^{-2}$	$3,000 \times 10^{-2}$
0	0,010	$1,000 \times 10^{-2}$	0,0000	$1,500 \times 10^{-2}$
10		$2,363 \times 10^{-3}$	$7,637 \times 10^{-3}$	$1,118 \times 10^{-2}$
20		$6,930 \times 10^{-4}$	$9,301 \times 10^{-3}$	$1,035 \times 10^{-2}$
30		$2,584 \times 10^{-4}$	$9,742 \times 10^{-3}$	$1,013 \times 10^{-2}$
40		$1,101 \times 10^{-4}$	$9,890 \times 10^{-3}$	$1,006 \times 10^{-2}$
60		$2,215 \times 10^{-5}$	$9,978 \times 10^{-3}$	$1,001 \times 10^{-2}$
100		0,000	$1,000 \times 10^{-2}$	$1,000 \times 10^{-2}$
0	0,005	$5,000 \times 10^{-3}$	0,0000	$7,500 \times 10^{-3}$
10		$7,363 \times 10^{-4}$	$4,264 \times 10^{-3}$	$5,368 \times 10^{-3}$
20		$1,854 \times 10^{-4}$	$4,815 \times 10^{-3}$	$5,093 \times 10^{-3}$
30		$6,627 \times 10^{-5}$	$4,934 \times 10^{-3}$	$5,033 \times 10^{-3}$
40		$2,783 \times 10^{-5}$	$4,972 \times 10^{-3}$	$5,014 \times 10^{-3}$
60		$5,550 \times 10^{-6}$	$4,994 \times 10^{-3}$	$5,003 \times 10^{-3}$
100		0,000	$5,000 \times 10^{-3}$	$5,000 \times 10^{-3}$

A valódi permeabilitás mérése

Az adott ESP-értékű talajoszlopon egyre csökkenő egyensúlyi koncentrációjú oldatokat áramoltattam keresztül azért, hogy a koncentrációsintnek a talaj fizikai tulajdonságaira gyakorolt hatása tanulmányozható legyen.

A valódi permeabilitás meghatározása előtt az oldatot 30 másodpercig áramoltattam a talajoszlopon keresztül. Ezt követően háromszor egymás után, megszakítás nélkül mértem a következő paramétereket: ΔH , m , L , t , majd kiszámítottam a valódi permeabilitás értékeit: K_{i1} , K_{i2} , K_{i3} . K_i értékeként az 5%-on belül egyező valódi permeabilitások átlagát fogadtam el. A talajoszlopot éjszakán át állni hagytam, és két rákövetkező napon egymás után ugyanígy meghatároztam K_i értékét. Végül az 1,000 N koncentráció mellett kapott valódi permeabilitásként a három napon meghatározott értékek átlagát fogadtam el. Ez az érték szolgált a kisebb koncentrációnál kapott mérési eredmények viszonyítási alapjául:

$$K_{i, \text{rel}} = K_{i, C_0} / K_{i, 1000 N}$$

A talajoszlop folyadékfázisát kisebb koncentrációjú oldatra a következőképpen cseréltem ki. Az aggregátumok közötti pórusok folyadékfázisát tízszer 5 ml új oldattal szorítottam ki, vigyázva arra, nehogy légbuborék kerülhessen felülről a talajoszlopba. Ezután a csövet feltöltöttem új oldattal, majd 500 ml oldatot áramoltattam a talajoszlopon keresztül. Az oszlopot éjszakán át állni hagytam, és a következő majd a rákövetkező napokon meghatároztam K_i aktuális értékét. Az oszlopnak az adott koncentrációhoz tartozó valódi permeabilitását akkor fogadtam el egyensúlyi értéként, amikor K_i stabilizálódott, két egymást követő napon kapott értéke legalább 5,0%-on belül egyezett. Az egyensúlyi értékből számítottam ki $K_{i, \text{rel}}$ -értékét.

Ezt követően a folyadékfázist ismét kicseréltem, és hasonló módon határoztam meg az új, kisebb koncentrációnál a valódi permeabilitást és a relatív valódi permeabilitás értékét. A legkisebb — 0,005 N — koncentráció esetén három egymást követő napon legalább 5,0%-on belül egyező értékek esetén fogadtam el a kapott valódi permeabilitást egyensúlyi értéként.

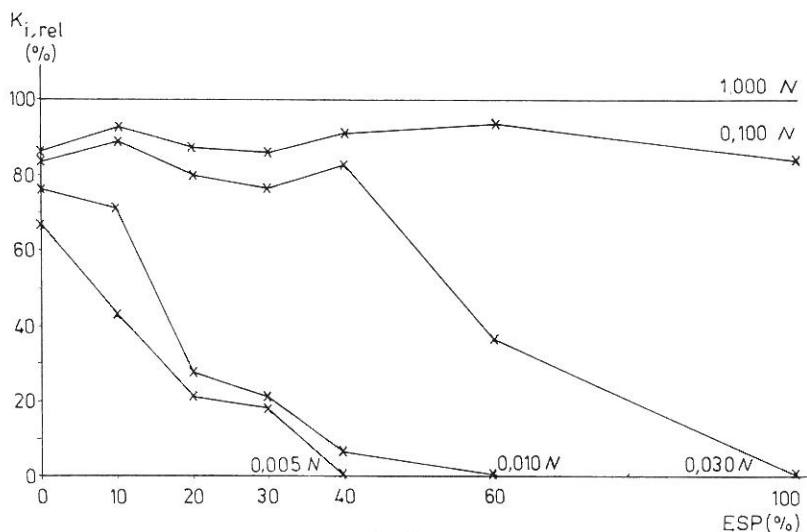
Kísérleti eredmények

A mind kémiai, mind fizikai szempontból jól definiált mérési körülmények között kapott kísérleti eredményeket a 2. ábrán tüntettem fel.

Az ábrából egyértelműen levonható az a következtetés, hogy a talaj ESP-értéke és az egyensúlyi oldatkoncentráció, ez a két fontos talajkémiai paraméter, alapvetően befolyásolja az aggregátumokból álló talajoszlopon keresztül történő folyadékmozgást. A koncentráció csökkentése a duzzadás következtében változásokat okoz az aggregátumokon belül és kívül egyaránt. Az aggregátumok szabad szemmel is látható makroszkópikus duzzadása maga után vonja az aggregátumok közötti, valamint az aggregátumokon belüli pórusok deformálódását. Az aggregátumoknak, s következőképp a pórusméret-eloszlásoknak ilyen szerkezeti változásai okozzák a valódi permeabilitás csökkenését. Ezek a megfontolások teszik lehetővé, hogy a talaj szerkezetének stabilitását a kémiai tulajdonságoknak a folyadékmozgásra gyakorolt hatásával jellemezzük.

Az aggregátumoknak az oldatkoncentrációval szembeni érzékenysége, a pórusméret-eloszlás instabilitása az ESP = 100% esetén a legkifejezettebb. A kicserélhető komplexumban csak nátriumionokat tartalmazó aggregátumoszlopban az

1,000 N koncentrációjú oldat valódi permeabilitása közelítőleg azonos nagyságú, mint a többi hat talajoszlopban mért érték. A nátrium-klorid oldatkonzentrációját 0,100 N -ra csökkentve a valódi permeabilitás értéke 16%-kal csökkent, az 1,000 N koncentrációnál mért értékhez képest. QUIRK és SCHOFIELD [21] szerint a nátriumtalaj küszöbkonzentrációja 0,25 N , szemben az általam kapott 0,100 N értékkel. Ez arra utal, hogy a küszöbkonzentráció nagysága nem általánosítható, mivel értéke a talaj



2. ábra

Az oldatkonzentráció és ESP-érték hatása egy hollandiai talaj relatív valódi permeabilitására

tulajdonságaitól is függ. A nátriumklorid-koncentrációnak további csökkentése 0,030 N -ra azt eredményezi, hogy az aggregátumoszlopon keresztül történő folyadékmozgás gyakorlatilag megáll. Annak ellenére, hogy a talajoszlop nagyméretű (2,0–4,0 mm-es) aggregátumokból készült, amelyek között nagy vezetőképességű makropórusok találhatók, a talaj valódi permeabilitása lecsökkent $K_i = 10^{-15} \text{ m}^2$ -re, a hidraulikus vezetőképesség $K_h = 0,084 \text{ cm/nap-ra}$. A relatív valódi permeabilitás nullára csökkenésének oka: a duzzadás olyan nagymértékű, hogy az aggregátumok először megduzzadnak, majd a duzzadási nyomás teljesen szétfeszíti az aggregátumokat, a köztük levő pórusok eltűnnek, az oszlopban semmiféle talajszerkezet nem figyelhető meg többé, a talaj homogén, kolloidszerű, dezintegrált rendszerré alakul át. Ennek alapján levonható az a következtetés, hogy a vizsgált nátriumtalaj esetén csak a 0,030 N -nál, azaz az alacsony sótartalmú talajokra jellemző koncentrációnál nagyobb koncentrációjú oldat képes az adott aggregátumokból álló talajoszlopon keresztüláramlani.

Az aggregátumoknak az oldatkonzentrációval szembeni szerkezeti stabilitása az $\text{ESP} = 0\%$ esetén a legkedvezőbb, amikor is a talaj kicserélhető komplexuma kalciumionokkal telített. A kalciumtalaj makroszkópikus duzzadása nem volt megfigyelhető, mivel szerkezeti stabilitása elég erős ahhoz, hogy a duzzadási nyomást kompenzálni tudja. A stabil aggregátumok ellenére a koncentráció csökkentése

jelentős mértékben csökkentette a valódi permeabilitást. Az $ESP=10\%$ esetén az aggregátumok viselkedése a kalciumtalajhoz hasonló, azzal a különbséggel, hogy az igen kis sótartalmú, „normál” talajokra jellemző $0,010\ N$ és $0,005\ N$ oldatkonzentrációknál a valódi permeabilitás csökkenése nagyobb mértékű. Nem szikes talajok esetén ($ESP=0\%$) a nagy sótartalmú és kis sótartalmú talajokat reprezentáló folyadékfázis szabadon mozog az aggregátumokból álló talajoszlopban, a valódi permeabilitás értéke nagy. Az igen kis sótartalmú talajokra jellemző koncentrációszin-tek esetén a relatív valódi permeabilitás csökken, de értéke a szerkezeti stabilitás illetve a makropórusok stabilitása miatt még mindig megfelelően nagy.

A szikes talajokat széles tartományban jellemző $ESP=20\%$, 30% , 40% , 60% esetén a változások mértéke különböző. A kísérleti eredmények alapján az $ESP=20\%$ és 30% -nál a kis sótartalmú talajokra jellemző oldatok mozgása az aggregátumoszlopban nem gátolt, a duzzadás mértéke nem számottevő, a makropórusok stabilitása megfelelő. Amikor azonban a koncentráció lecsökken az igen kis sótartalmú talajokra jellemző értékekre, a duzzadás már jelentős mértékben csökkenti a valódi permeabilitást. Tekintettel a nagyméretű aggregátumok közötti pórusok nagyságára, a relatív valódi permeabilitás nem csökken le nullára, a hidraulikus vezetőképesség 49 cm/nap érték körül stabilizálódik.

Az $ESP=40\%$ az a legalacsonyabb ESP -érték, amelynél az adott kísérleti körülmények között a vizsgált talajnál kritikus koncentrációsint definiálható. A $0,005\ N$ oldatkonzentrációnál ugyanis az oldat mozgása gyakorlatilag leáll, a hidraulikus vezetőképesség az $1,000\ N$ koncentrációnál mért érték ezredrészére csökken. Amíg azonban a $0,010\ N$ koncentrációnál igen jelentős mértékű a valódi permeabilitás csökkenése ($K_{i,rel}=5,9\%$), a kis és nagy sótartalmú talajokra jellemző oldatok mozgása nem korlátozott, a relatív permeabilitás csökkenése közelítőleg akkora, mint az $ESP<40\%$ esetekben.

Az előzőtől eltérően viselkedik az $ESP=60\%$ -ra beállított talajminta. Az aggregátumok jól vezetnek a nagy sótartalmú talajoknak megfelelő $0,100\ N$ oldatot, a kis sótartalmú talajokat reprezentáló koncentráció esetén azonban a valódi permeabilitás csökkenése már igen jelentős. Itt is megfigyelhető a kritikus koncentráció, ami egyúttal azt is jelenti, hogy $ESP=60\%$ esetén a talajoszlop csak a nagy és kis sótartalmú folyadékfázist vezeti jól, míg a „normál” talajok oldatfázisát már nem képes vezetni $K_{i,rel}=0,00\%$ $0,010\ N$ koncentráció esetén.

Összefoglalva megállapítható, hogy az adott kísérleti körülmények között a szélsőségesen nagy és nagy sótartalmú folyadékfázis ($1,000\ N$ és $0,100\ N$) esetén a relatív valódi permeabilitás csökkenésének mértéke függetlennek tűnik a talajfelület ionösszetételétől. Kis sótartalmú talajokat reprezentáló oldat ($0,030\ N$) alkalmazása esetén az aggregátumokból álló talajoszlopban a relatív valódi permeabilitás csökkenésének nagysága $ESP\leq 40\%$ esetén azonosnak tekinthető. Kritikus koncentráció definiálható $ESP=40\%$, 60% , illetve 100% esetében, ahol $0,005\ N$, $0,010\ N$ (igen kis sótartalmú, „normál” talajok folyadékfázisát reprezentálják) illetve $0,030\ N$ oldatkonzentrációnál az áramlás gyakorlatilag megszűnik. Nem szikes talajokra jellemző $ESP=0\%$ esetében a teljes koncentrációtartományban megfelelő nagyságú a valódi permeabilitás mértéke. $ESP=20\%$, 30% mellett az igen kis sótartalmú talajok folyadékfázisa a kis és nagy sótartalmú talajok folyadékfázisához viszonyítva sokkal lassabban, de még képes az aggregátumoszlopon keresztüláramolni.

Összefoglalás

A talaj kémiai tulajdonságainak a talaj fizikai tulajdonságaira gyakorolt hatását olyan módszerrel tanulmányoztam, amelynél az aggregátumokból álló talajoszlop mind kémiai, mind fizikai szempontból jól definiált. A kidolgozott kísérletsorozat kémiai paramétereinek megválasztásakor a talajtani gyakorlatban előfordulónál szélesebb tartományt kívántam jellemezni.

Az ESP-értékek: 0%, 10%, 20%, 30%, 40%, 60% és 100%, az egyensúlyi oldatkonzentrációk: 1,000 N, 0,100 N, 0,030 N, 0,010 N és 0,005 N voltak. A talaj fizikai változásait a valódi permeabilitás meghatározásával követtem nyomon, a különböző kémiai körülmények összehasonlítását a relatív valódi permeabilitás segítségével végeztem.

Az adott kísérleti körülmények között, az eredmények értelmében a szélsőségesen nagy és nagy sótartalmú talajokra jellemző koncentrációk esetén (1,000 N és 0,100 N) a relatív permeabilitás csökkenésének mértéke függetlennek tűnik a talajfelület ionösszetételétől. „Kritikus koncentráció” fogalma definiálható ESP = 40%, 60% és 100% esetén, amikor az igen kis sótartalmú talajok folyadékfázisát reprezentáló 0,005 N, 0,010 N koncentrációjú, illetve a kis sótartalmú talaj 0,030 N koncentrációjú oldatának alkalmazásakor az aggregátumokból álló talajoszlopban az eredeti szerkezet megszűnését lehetett megfigyelni, a talaj homogén, koloidszerű dezintegrált rendszerré alakult át, amelyben a folyadékáramlás gyakorlatilag megszűnt. A nem szikes talajokra jellemző ESP = 0% esetében a teljes koncentrációtartományban nagy volt a valódi permeabilitás értéke.

Előzőek alapján levonható az a következtetés, hogy a talaj ESP-értéke és az egyensúlyi oldatkonzentráció — ez a két fontos talajkémiai paraméter — a talajban történő folyadékmozgást alapvetően befolyásolja.

Irodalom

- [1] BOODT, M. de & LEENHEER, L. DE: Soil structure index and plant growth. In: Proc. Int. Symp. Soil Struct. 1958. 312—323. 1959.
- [2] CASS, A. & SUMNER, M. E.: Soil pore structural stability and irrigation water quality: I. Empirical sodium stability model. Soil Sci. Soc. Amer. J. **46**. 503—506. 1982.
- [3] CASS, A. & SUMNER, M. E.: Soil pore structural stability and irrigation water quality: II. Sodium stability data. Soil Sci. Soc. Amer. J. **46**. 507—512. 1982.
- [4] CASS, A. & SUMNER, M. E.: Soil pore structural stability and irrigation water quality: III. Evaluation of soil stability and crop yield in relation to salinity and sodicity. Soil Sci. Soc. Amer. J. **46**. 513—517. 1982.
- [5] CORNFORTH, I. S.: Soil structure and nutrient uptake: soil aggregation. Rep. Rothamsted Exp. Sta. 1964. 49 p. 1965.
- [6] CSENGERI PINTÉR P.: Mennyiségek, mértékegységek, számok. SI. Budapest. Műszaki Kiadó. 1981.
- [7] DARAB K. & FERENCZ K.: Öntözött területek talajterképezése. OMMI. Genetikus talajterképek. Ser. 1. No. 10. Budapest. 1969.
- [8] EL RAYAH, H. M. E. & ROWELL, D. L.: The influence of iron and aluminium hydroxides on the swelling of Na-montmorillonite and the permeability of a Na-soil. J. Soil Sci. **24**. 137—144. 1973.

- [9] FRENKEL, H., GOERTZEN, J. O. & RHOADES, J. D.: Effects of clay type and content, exchangeable sodium percentage, and electrolyte concentration on clay dispersion and soil hydraulic conductivity. *Soil Sci. Soc. Amer. J.* **42**. 32—39. 1978.
- [10] A genetikus üzemi talajtérképezés módszerkönyve. (Szerk.: SZABOLCS I.) OMMI. Genetikus Talajtérképek. Ser. 1. No. 9. Budapest. 1966.
- [11] GREENLAND, D. J., LINDSTROM, G. R. & QUIRK, J. P.: Organic materials which stabilize natural soil aggregates. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* **26**. 366—371. 1962.
- [12] HAMID, K. S. & MUSTAFA, M. A.: Dispersion as an index of relative hydraulic conductivity in salt-affected soils of Sudan. *Geoderma*. **14**. 107—114. 1975.
- [13] HARMSSEN, K.: Behaviour of heavy metals in soils. Centre for Agricultural Publishing and Documentation. Wageningen. Ph. D. Thesis. 109 p. 1977.
- [14] KRISHNA MURTI, G. S. R. & RICHARDS, S. J.: Some effect of sesquioxides on soil structure. *Indian J. Agron.* **19**. 141—147. 1974.
- [15] MCNEAL, B. L.: Prediction of the effect of mixed-salt solutions on soil hydraulic conductivity. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* **32**. 190—193. 1968.
- [16] MCNEAL, B. L.: Soil salts and their effects on water movement. In: *Agronomy no. 17. Drainage for Agriculture*. 409—468. 1974.
- [17] MCNEAL, B. L. & COLEMAN, N. T.: Effect of solution composition on soil hydraulic conductivity. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* **30**. 308—312. 1966.
- [18] MCNEAL, B. L., NORVELL, W. A. & COLEMAN, N. T.: Effect of solution composition on the swelling of extracted soil clays. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* **30**. 313—317. 1966.
- [19] MCNEAL, B. L. et al.: Factors influencing hydraulic conductivity of soils in the presence of mixed-salt solutions. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* **32**. 187—190. 1968.
- [20] Modification of soil structure. (Eds.: EMERSON, W. W., BOND, R. D. & DEXTER, A. R.) New York. John Wiley and Sons. 1978.
- [21] QUIRK, J. P. & SCHOFIELD, R. K.: The effect of electrolyte concentration on soil permeability. *J. Soil Sci.* **6**. 163—178. 1955.
- [22] Report of the Subcommittee on Permeability and Infiltration, Committee on Terminology, Soil Science Society of America. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* **16**. 85—88. 1952.
- [23] RIMMER, D. L. & GREENLAND, D. J.: Effects of calcium carbonate on the swelling behaviour of a soil clay. *J. Soil Sci.* **27**. 129—139. 1976.
- [24] ROWELL, D. L., PAYNE, D. & AHMAD, N.: The effect of the concentration and movement of solutions on the swelling, dispersion, and movement of clay in saline and alkali soils. *J. Soil Sci.* **20**. 176—188. 1969.
- [25] Soil chemistry. A. Basic elements. 2nd ed. (Eds.: BOLT, G. H. & BRUGGENWERT, M. G. M.) Amsterdam. Elsevier. 1978.
- [26] VAN OLPHEN, H.: An introduction to clay colloid chemistry. New York. John Wiley and Sons. 1963.
- [27] VÁRALLYAY GY.: A talajfizika helyzete és jövőbeni feladatai. *Agrokémia és Talajtan*. **27**. 203—218. 1978.
- [28] VÁRALLYAY GY. et al.: Magyarország termőhelyi adottságait meghatározó talajtani tényezők 1:100 000 méretarányú térképe I. *Agrokémia és Talajtan*. **28**. 363—384. 1979.
- [29] VÁRALLYAY GY. et al.: Magyarország termőhelyi adottságait meghatározó talajtani tényezők 1:100 000 méretarányú térképe II. *Agrokémia és Talajtan*. **29**. 35—76. 1980.
- [30] VÁRALLYAY GY. et al.: Magyarországi talajok vízgazdálkodási tulajdonságainak kategóriarendszere és 1:100 000 méretarányú térképe. *Agrokémia és Talajtan*. **29**. 77—112. 1980.
- [31] WIERSUM, L. K.: Uptake of nitrogen and phosphorus in relation to soil structure and nutrient mobility. *Plant and Soil*. **16**. 62—70. 1962.

Érkezett: 1983. január 31.

The Effect of Equilibrium Solution Concentration and ESP on Intrinsic Permeability

A. MURÁNYI

Research Institute for Soil Science and Agricultural Chemistry of the Hungarian Academy of Sciences, Budapest

Summary

The effects of soil chemical properties on soil physical properties can be best characterized by a method using a system which is known from both the chemical and the physical points of view.

The measurements were carried out under constant pressure with the apparatus built for the experiments (Fig. 1). Solution movement was characterized by intrinsic permeability (K_i) instead of hydraulic conductivity (K_h). Using K_i makes it possible to take into consideration the effect of solution composition and concentration — through their effects on viscosity and density — on solution movement. The temperature dependence of liquid movement may be taken into account through the temperature dependence of viscosity. $\text{Na}^+/\text{Ca}^{2+}$ chemical equilibria were characterized by ESP values instead of SAR values and were calculated with Gapon's equation, where $K_G = 0.5 (\text{kmol} \cdot \text{m}^{-3})^{-0.5}$ was considered to be constant (Table 1). In order to characterize the complete ESP range, the ESP values used were: 0‰, 10‰ (non-sodic, "normal" soils); 20‰, 30‰, 40‰, 60‰, 100‰ (sodic soils). The equilibrium concentrations were as follows: 1.000 N (extremely saline soils); 0.100 N (very saline soils); 0.030 N (slightly saline soils); 0.010 N and 0.005 N (non-saline, "normal" soils).

The soil columns were prepared from aggregates 2.0–4.0 mm in diameter. The total excess of salt (to prepare a soil of a given ESP value) was 100 times the CEC value. K_i measured at 1.000 N concentration level was the reference level to calculate $K_{i,\text{rel}}$ (Fig. 2).

According to the results, in each case the soil solution concentration at the given ESP value influences — in different degrees — liquid movement through the aggregate column. It can be seen that at 1.000 N and 0.100 N equilibrium concentrations the decrease of $K_{i,\text{rel}}$ seems to be independent of the chemical composition of the soil surface. A characteristic concentration, the so-called "critical concentration" may be introduced. At (or below) this concentration the structure of the aggregates "blows up", the aggregates fall to pieces, the soil turns into a homogeneous, disintegrated, colloid-like system, where liquid movement is prevented, that is, intrinsic permeability as well as hydraulic conductivity are practically zero. "Critical concentrations" were found with ESP=40‰, 60‰, 100‰ at 0.005 N, 0.010 N, 0.030 N concentrations, respectively. In non-sodic soil columns solution concentration has an important effect on intrinsic permeability, nevertheless this effect is smaller than in sodic soils, $K_{i,\text{rel}}$ has favourable values in the whole concentration range.

The conclusion may be drawn that the ESP value of the soil's solid phase and the equilibrium concentration of the liquid phase largely determine one of the most important soil physical properties: the movement of the liquid phase.

Table 1. The chemical equilibria between the solid phase and liquid phase. (1) Solid phase. (2) Equilibrium liquid phase.

Figure 1. Apparatus for measuring intrinsic permeability. o: solution; szp: filter paper; h: sand; nsz: nylon gauze.

Figure 2. The effect of ESP value and equilibrium solution concentration on the relative intrinsic permeability of a soil.

Wirkung der Gleichgewichtslösungskonzentration und der Na-Sättigung auf die tatsächliche Permeabilität des Bodens

A. MURÁNYI

Forschungsinstitut für Bodenkunde und Agrikulturchemie der Ungarischen Akademie der Wissenschaften, Budapest

Zusammenfassung

Es wurde die Wirkung der chemischen Eigenschaften des Bodens auf die physikalischen Eigenschaften desselben mit einer Methode untersucht, bei welcher die aus den Aggregaten bestehende Bodensäule sowohl vom chemischen, als auch vom physikalischen Standpunkt aus gut definiert ist. Bei Bestimmung der chemischen Parameter der geplanten Versuchsreihe wurde ein weiterer Bereich als er in der bodenkundlichen Praxis vorkommt, festgesetzt.

Die ESP-Werte betrugen: 0%, 10%, 20%, 30%, 40%, 60% und 100%. Die Gleichgewichtslösungskonzentrationen waren: 1,000 N, 0,100 N, 0,030 N, 0,010 N und 0,005 N. Die Änderungen der physikalischen Bodeneigenschaften wurden mit der Bestimmung der tatsächlichen Permeabilität verfolgt, der Vergleich der verschiedenen chemischen Parameter wurde mit Hilfe der relativen Werte der tatsächlichen Permeabilität durchgeführt.

Unter den gegebenen Versuchsbedingungen wiesen die Resultate daraufhin, dass im Falle von Böden mit extrem hohen und hohen Salzkonzentrationen (1,000 N und 0,100 N) das Ausmass der Abnahme der relativen Permeabilität von der Ionenzusammensetzung der Bodenoberfläche unabhängig zu sein scheint. Der Begriff der „kritischen Konzentration“ ist definierbar bei ESP=40%, 60% und 100%, wenn bei Anwendung der Lösungen von einer Konzentration von 0,005 N und 0,010 N (die eine Bodenlösung mit sehr geringem Salzgehalt representieren), bzw. von einer Konzentration von 0,030 N (die einem Boden mit geringer Salzkonzentration entspricht) in den Bodensäulen die originale Struktur der Aggregate verschwindet, und der Boden sich zu einem homogenen, kolloidartigen, desintegrierten System umgestaltet, in welchem sich die Bodenlösung praktisch nicht mehr fortbewegen kann. Im Falle von ESP=0%, das für nicht salzhaltige Böden kennzeichnend ist, war der Wert der tatsächlichen Permeabilität im ganzen Konzentrationsbereich hoch.

Aus den obigen Resultaten folgt, dass der ESP-Wert der Böden und die Gleichgewichtslösungskonzentration — diese beiden wichtigen bodenchemischen Parameter — die Bewegung der Lösungen im Boden grundlegend beeinflussen.

Tab. 1. Zwischen fester und flüssiger Phase eingestelltes chemisches Gleichgewicht. (1) Feste Phase. (2) Gleichgewichtslösungsphase.

Abb. 1. Apparat zur Bestimmung der tatsächlichen Permeabilität. o: Lösung; szp: Filterpapier; h: Sand; nsz: Siebstoff aus „Nylon“.

Abb. 2. Einfluss der Lösungskonzentration und des ESP-Wertes auf die relativen Werte der tatsächlichen Permeabilität eines holländischen Bodens.

Влияние равновесной концентрации раствора и насыщенности натрием на проницаемость пористой среды

А. МУРАНИ

Научно-исследовательский институт почвоведения и агрохимии Венгерской Академии Наук, Будапешт

Резюме

Для изучения влияния химических свойств почвы на её физические свойства применили метод, при котором почвенная колонка, состоящая из агрегатов, хорошо дифференцировалась как с химической, так и с физической стороны. При выборе для разработанной серии опытов химических параметров ставили целью охарактеризовать более широкую шкалу, чем это обычно принято в практике почвоведения.

Величины ESP: 0%, 10%, 20%, 30%, 40%, 60% и 100%, равновесные концентрации растворов были: 1,00 Н, 0,100 Н, 0,030 Н, 0,010 Н и 0,05 Н. За изменениями физических свойств наблюдали путем определения проницаемости пористой среды, сравнение различных химических условий провели с помощью относительной проницаемости пористой среды.

В данных условиях опыта, в случае концентраций, характерных для почв с высоким содержанием солей (1,000 Н, 0,100 Н), измеренное снижение проницаемости пористой среды почвы кажется независимым от состава ионов на поверхности почвенных частиц. «Критическая концентрация» может быть определена в случае ESP 40%, 60% и 100%, когда при использовании раствора с концентрацией 0,005 Н и 0,010 Н, характерной для жидкой фазы весьма слабо засоленных почв, или с концентрацией 0,030 Н, характерной для жидкой фазы слабо засоленных почв, в почвенной колонке, состоящей из агрегатов можно наблюдать разрушение структуры, почва превращается в однородную, коллоидообразную, дезинтегрированную систему, в которой поток жидкой фазы практически отсутствует. При ESP = 0, характерной для незасоленных почв, величина проницаемости пористой системы в пределах всех концентраций была значительной.

Вышесказанное позволяет заключить, что величина ESP почвы и равновесные концентрации растворов — эти важнейшие почвеннохимические параметры — оказывают значительное влияние на передвижение в почве жидкой фазы.

Табл. 1. Химические равновесия, установленные между твердой и жидкой фазой почвы. (1) Твердая фаза. (2) Равновесная жидкая фаза.

Рис. 1. Прибор для определения проницаемости пористой системы. о: раствор. szp: фильтровальная бумага. h: песок. nsz: редкая нейлоновая ткань.

Рис. 2. Влияние концентрации раствора и величины ESP на относительную проницаемость пористой среды одной голландской почвы.